

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ БРИЗОВОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

К.В. Фокина¹, К.Ю. Булгаков², К.Л. Восканян¹

¹ Российский государственный гидрометеорологический университет,
fokinakarina@yandex.com

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН

Разработана двумерная негидростатическая модель бризовой циркуляции, записанная в терминах функции тока и вихря. Модель интегрируется численно и применяется к прямой береговой линии для получения временных и пространственных изменений полей ветра и температуры. Рассмотрено развитие бризовой циркуляции под влиянием тепловых контрастов между поверхностью суши и поверхностью моря. Представлены результаты нескольких интегрирований с различными начальными условиями прогрева подстилающей поверхности. Показано, что увеличение тепловых контрастов приводит к значительным изменениям горизонтальных масштабов и скорости бризовой циркуляции.

Ключевые слова: бризовая циркуляция, численное моделирование, температурные контрасты, функция тока, вихрь.

NUMERICAL MODELLING OF BREEZE CIRCULATION

K.V. Fokina¹, K.Yu. Bulgakov², K.L. Voskanyan¹

¹ Russian State Hydrometeorological University, kariinafokina@gmail.com

² Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences

The paper considers a two-dimensional non-hydrostatic model of the breeze circulation that has been developed in terms of the stream function and vorticity. The model is integrated numerically and applied to a straight coastline to obtain the record of temporal and spatial changes in wind and temperature fields. The development of breeze circulation under the influence of thermal contrasts between the land surface and the sea surface is considered. The results of several integrations with different initial conditions of underlying surface heating are presented. It is demonstrated that an increase in thermal contrasts leads to significant changes in the horizontal scales and speed of the breeze circulation.

Keywords: breeze circulation, numerical modeling, temperature contrast, stream function, vorticity.

Введение

Среди широкого спектра мезомасштабных процессов, развивающихся в пограничном слое прибрежных регионов, бризы являются особым объектом научного исследования на протяжении последних нескольких десятков лет. Это связано с их повсеместным распространением по земному шару и их повторяющимися особенностями, которые можно исследовать на основе данных наблюдений или численных подходов. Однако относительно небольшая плотность сети метеорологических станций и их неравномерное распределение приводят к тому, что доступные данные наблюдений являются недостаточными для получения полной картины мелкомасштабных особенностей циркуляции в конкретном регионе. Поэтому на сегодняшний день численное моделирование является основным методом изучения бризовой циркуляции. Высокое пространственное и временное

разрешение позволяет рассчитывать основные метеорологические характеристики для детального изучения особенностей развития бриза.

Бризы представляют собой гравитационное течение воздуха, вызванное температурными контрастами между поверхностью суши и воды. В дневные часы, когда температура поверхности суши превышает температуру поверхности моря, происходит развитие морского бриза, занимающего нижнюю часть атмосферного пограничного слоя, на верхней границе которого отмечается противоположно направленный поток воздуха. В ночное время наблюдается обратная картина, что приводит к развитию так называемого берегового бриза. Дневные бризы превосходят ночные по интенсивности и масштабам развития [1].

Актуальность изучения бризовой циркуляции определяет большое практическое значение феномена. Морской бриз является источником охлаждения и увлажнения воздуха в крупных приморских районах. Являясь одним из основных механизмов перемешивания воздуха, бризовая циркуляция оказывает влияние на распространение примесей в атмосфере. Бризы также оказывают влияние на метеорологические параметры, которые могут претерпевать резкие изменения, поэтому данный вид циркуляции может оказывать влияние и на хозяйственную деятельность человека (полеты малой авиации, судоходство и т.д.).

На сегодняшний день воспроизведение бризовой циркуляции в большинстве современных работ проводится в основном с помощью прогностических моделей, например моделей WRF-ARW [4, 7, 14, 20], SUBMESO [5] или MM5 [15], которые используют довольно низкое пространственное разрешение. Так, в работе Томпсона [19] горизонтальное разрешение принимает значения от 400 м до 36 км, а в исследовании Талбота [18] влияния морского бриза на динамику пограничного слоя использована мезомасштабная модель с разрешением от 500 м до 10 км.

Необходимо заметить, что число разработанных отдельно для бризовой циркуляции двумерных или трехмерных моделей сравнительно невелико, к тому же большинство из них получены несколько десятилетий назад. Среди таких моделей можно выделить двумерную модель Новицкого [11] и негидростатическую двумерную модель Огавы и Ша [12] или более ранние первые модели Пирса [13] и Эстока [8].

Также в работе Савиярви и Мэтьюз [16] и в работе группы авторов Фрейтаса, Розоффа и др. [9] используется сигма-система координат по вертикали. Однако для процессов с небольшими пространственными масштабами более обоснованной физически является z -система координат. Также некоторые модели используют так называемую псевдонегидростатику, в которой аналог давления — геопотенциал — рассчитывается с помощью уравнения гидростатики, как в вышеупомянутой работе Новицкого [11]. С точки зрения авторов такой метод, хотя и не оказывает существенного влияния на результаты, не вполне обоснован физически.

Настоящая работа основана на численном моделировании бризовой циркуляции, описываемой уравнениями, записанными в терминах вихря и функции тока. Это отличает предложенный подход от подхода к уравнениям в ранее проделанных работах с разработанными двумерными моделями бризовой циркуляции, где отмечается использование эволюционных уравнений движения для u и

w компонент скорости. Однако двумерный случай предполагает бездивергентное движение, что позволяет перейти к терминам *вихрь скорости* и *функция тока* и приводит к использованию одного эволюционного уравнения вместо двух. С другой стороны, такая формулировка модели позволяет использовать численную реализацию на основе якобиана Аракавы.

Моделирование проводилось с целью продемонстрировать возможность использования в модели предложенного подхода, а также проанализировать особенности развития циркуляции и оценить полученные результаты интегрирований с разными температурными контрастами между поверхностью суши и моря.

Описание численной модели

В работе использовалась разработанная двумерная негидростатическая модель. Несмотря на развитие вычислительной мощности, использование двумерных моделей не утратило научной актуальности, что показано на примере работы [2], выполненной коллективом Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. Также в обширном обзоре исследований по изучению бризовой циркуляции на основе численных моделей [6] отмечается, что большинство из них проводилось с использованием двумерных гидростатических моделей. И хотя использование трехмерных моделей является важным для реалистичного моделирования турбулентности планетарного пограничного слоя, двумерное моделирование подходит для многих идеализированных моделей. Использование двумерной модели позволяет применять более мелкие пространственные шаги, что особенно актуально для бризовой циркуляции, которая является негидростатическим процессом. Поскольку максимальные значения скорости бризовой циркуляции наблюдаются на высоте до 10 м, а горизонтальные масштабы могут достигать десятков километров, целесообразно воспроизводить достаточно протяженную область с небольшим шагом по пространству.

Таким образом, в модели размер области интегрирования составляет 100×2 км с шагом сетки $\Delta x = 200$ м и $\Delta z = 40$ м. Горизонтальная координата (x) направлена перпендикулярно береговой линии, вдоль которой метеорологические переменные не имеют изменений, жидкость считается несжимаемой; вертикальная координата (z) направлена вверх от поверхности. Для достижения наиболее оптимальной скорости вычислений шаг по времени является переменным и определяется из условия Куранта — Фридрихса — Леви. Воспроизведение эволюции бризовой циркуляции в модели выполняется путем численного решения уравнений движения для несжимаемой жидкости. Основными факторами, включенными в большинство исследований морского бриза, являются силы, возникающие за счет разности значений температуры поверхности моря и поверхности окружающей суши, вращения Земли и турбулентного переноса импульса и тепла. Принимая во внимание небольшие горизонтальные масштабы циркуляции ($O[L] = 10^4$ м), влиянием силы Кориолиса можно пренебречь. Таким образом, основными процессами, которые оказывают влияние на бризовую циркуляцию, являются бароклинность и турбулентное трение.

Определяющую систему уравнений, используемую для воспроизведения бризовой циркуляции, составляют следующие уравнения:

$$\frac{\partial \Omega}{\partial t} = \frac{1}{\rho^2} J(P, \rho) - J(\Omega, \Psi) + F_{\text{турб}}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = -J(\Theta, \Psi) + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \Theta}{\partial z}, \quad (2)$$

где Ω — вихрь скорости; Ψ — функция тока; Θ — потенциальная температура воздуха; $F_{\text{турб}}$ — турбулентное трение вихря скорости; $J(P, \rho)$ — якобиан, описывающий бароклинность; $J(\Omega, \Psi)$ — якобиан, описывающий адвекцию вихря; $J(\Theta, \Psi)$ — якобиан, описывающий адвекцию потенциальной температуры.

Расчет давления осуществляется через уравнение движения для вертикальной компоненты скорости

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho \left(\frac{\partial w}{\partial t} + J(w, \Psi) + g \right). \quad (3)$$

Также в систему добавляются уравнение состояния, уравнение Пуассона для потенциальной температуры и определение вихря через функцию тока:

$$P = \rho RT, \quad (4)$$

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{\frac{R}{C_p}}, \quad (5)$$

$$\nabla^2 \Psi = \Omega. \quad (6)$$

Соотношения, определяющие функцию тока, позволяют определить значения горизонтальной и вертикальной компонент скорости:

$$u = \frac{\partial \Psi}{\partial z}, \quad (7)$$

$$w = -\frac{\partial \Psi}{\partial x}. \quad (8)$$

Методология

Дифференциальные эволюционные уравнения интегрируются численно с использованием метода конечных разностей. К эволюционным уравнениям был применен метод расщепления по физическим процессам [10], и расчет турбулентных членов проводился отдельно от динамической части. Поскольку турбулентные члены в уравнении (1) имеют производную четвертого порядка, то был предложен следующий метод расчета. После вычисления значений функции тока и горизонтальной и вертикальной компонент ветра производится расчет

турбулентной диффузии горизонтальной компоненты скорости методом прогонки. Затем значения вихря рассчитывались с использованием выражения $\Omega = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}$ с u компонентами, полученными после турбулентной диффузии.

Для достижения вычислительной устойчивости была выбрана комбинация схем интегрирования по времени. Первый шаг рассчитывался с использованием схемы Эйлера первого порядка точности. Последующие шаги по времени рассчитывались с последовательным использованием трехуровневых схем второго порядка: центральных разностей и Адамса — Бэшфорта. Шаги по времени чередуются в таком порядке, что сначала вычисляются члены турбулентной диффузии с последующим использованием схемы центральных разностей для четного временного шага или с использованием схемы Адамса — Башфорта для нечетного временного шага.

Процессы, связанные с турбулентностью, учитываются посредством параметризации. При расчете коэффициента турбулентного обмена учитывается его зависимость от сдвига скорости и стратификации атмосферы, предложенная в [3]. Для определения коэффициента горизонтальной турбулентной диффузии использовался подход Смагоринского [17]. Решение уравнения (6) осуществлялось методом верхней релаксации. Атмосферное давление получается итерационным решением уравнения (3), в котором вертикальное ускорение, рассчитанное по значениям с соседних временных шагов, используется как дополнительное слагаемое в уравнении гидростатики.

Считается, что в начальный момент времени система находится в тепловом равновесии с начальной температурой $\Theta = 280$ К. В дальнейшем изменения температуры поверхности суши были получены путем изменения значений амплитуды турбулентного потока тепла:

$$H(x,t) = A(x)\sin(w_z, t), \quad (9)$$

где $A(x)$ — амплитуда турбулентного потока тепла как функция от пространства, t — продолжительность светового дня.

Температура поверхности моря считалась постоянной.

Результаты численных экспериментов

С помощью разработанной модели были проведены численные эксперименты с температурными контрастами между максимальной температурой поверхности суши и поверхностью моря, равными 5, 10 и 15 °С. Разность температур была получена путем изменения амплитуды турбулентного потока тепла в формуле (9). В результате экспериментов были получены значения таких параметров, как температура воздуха и средние значения бризовой скорости. Визуализация результатов на рисунках представлена замкнутыми контурами функции тока и изотермами.

На рис. 1 изображена эволюция бризовой циркуляции для первого эксперимента с разностью температур 5 °С с дискретностью 2 часа.

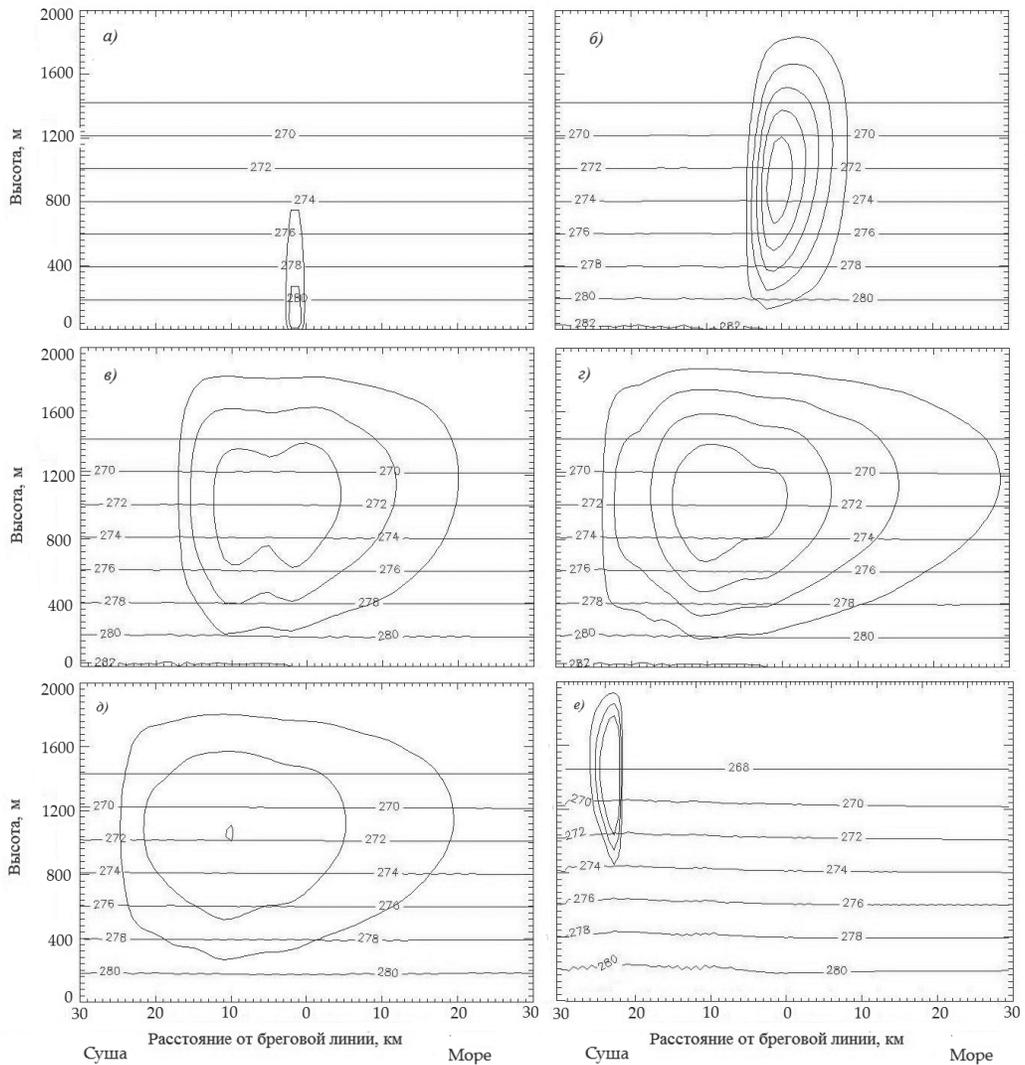


Рис. 1. Эволюция бризовой циркуляции по результатам первого эксперимента спустя 2 ч (а), 4 ч (б), 6 ч (в), 8 ч (г), 10 ч (д) и 12 ч (е) после начала вычислений.

Горизонтальные линии — изотермы (К).

Из рис. 1 видно, что первые 8 ч циркуляция увеличивается в горизонтальных масштабах, смещаясь в сторону суши, затем затухая.

На рис. 2 и 3 приводятся результаты для второго эксперимента через 4 и 8 ч после начала вычислений соответственно, а на рис. 4 и 5 — результаты для второго эксперимента в те же моменты времени. Помимо контуров функции тока и изотерм, на рисунках изображены векторы горизонтальной и вертикальной компонент скорости.

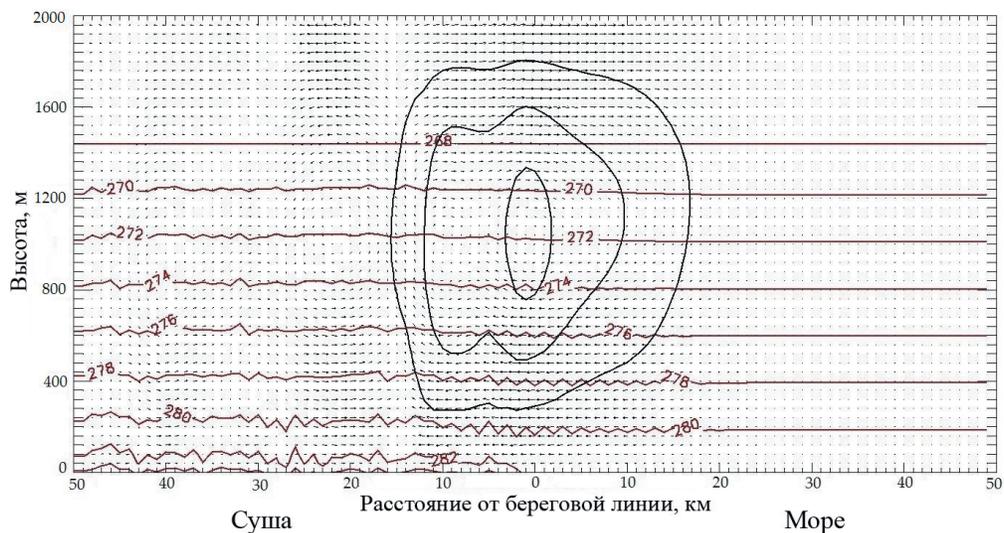


Рис. 2. Эволюция бризовой циркуляции по результатам второго эксперимента через 4 ч после начала вычислений.
Горизонтальные линии — изотермы (К).

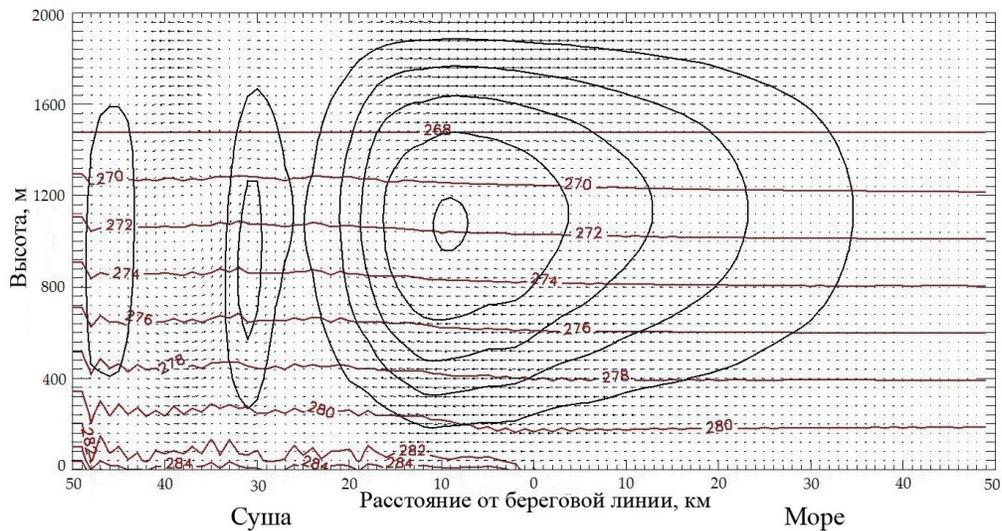


Рис. 3. Эволюция бризовой циркуляции по результатам второго эксперимента через 8 ч после начала вычислений.
Горизонтальные линии — изотермы (К).

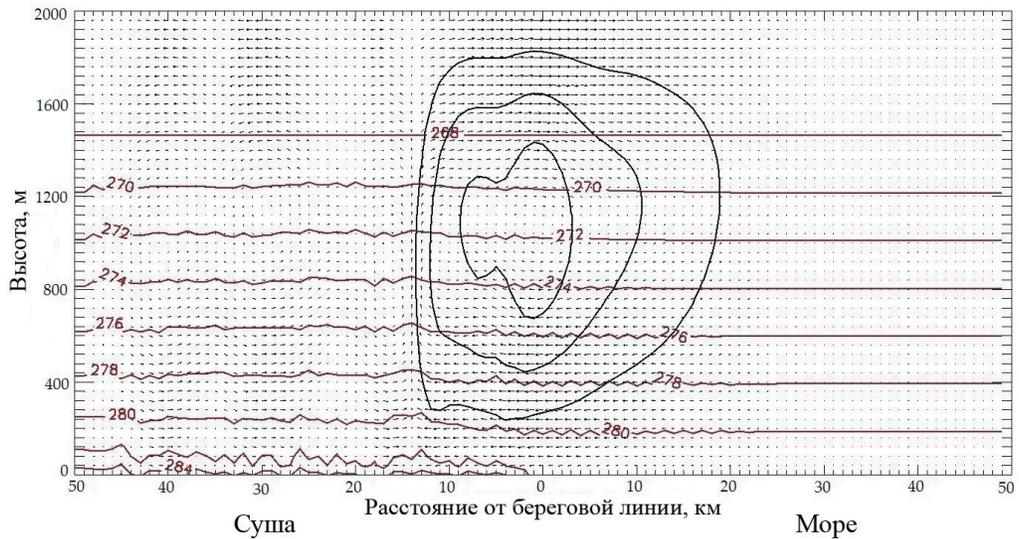


Рис. 4. Эволюция бризовой циркуляции по результатам третьего эксперимента через 4 ч после начала вычислений.

Горизонтальные линии — изотермы (К).

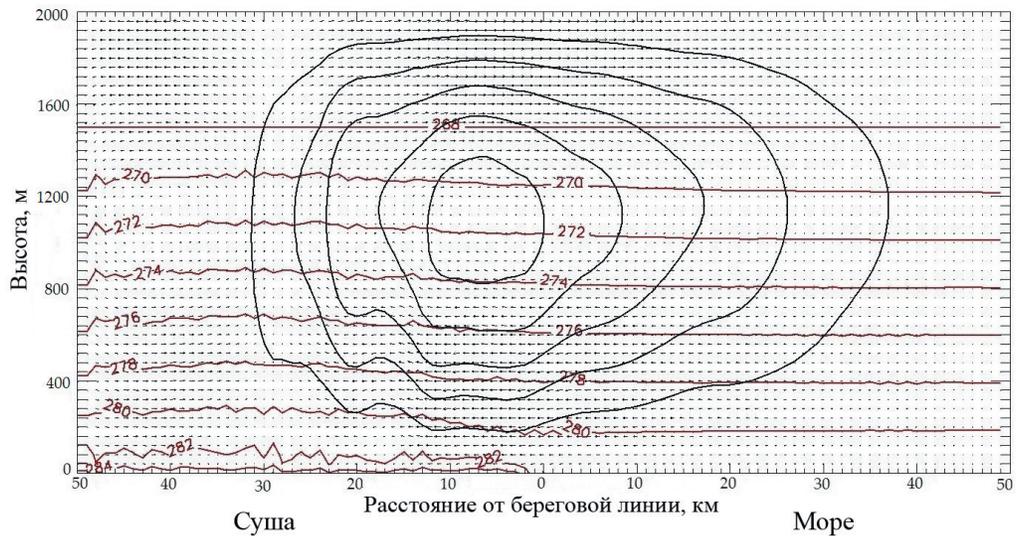


Рис. 5. Эволюция бризовой циркуляции по результатам третьего эксперимента через 8 ч после начала вычислений.

Горизонтальные линии — изотермы (К).

Расстояние, на которое распространяется бриз в глубь материка, также подвержено влиянию температурных контрастов. Как и ожидалось, наименьшее расстояние (около 25 км) наблюдается для первого эксперимента через 7 ч после начала расчетов. Для третьего эксперимента в это же время, напротив, наблюдается наибольшее расстояние, превышающее 30 км.

Некоторые особенности были отмечены в двух последних экспериментах. Во-первых, рассчитанные максимальные значения скорости ветра наблюдаются примерно на одной высоте — от 400 до 500 м. Во-вторых, контур нулевой скорости, который является границей между потоком на нижних уровнях и потоком на верхних уровнях, отмечается примерно на высоте 1100 м для обоих случаев.

Рассчитанные профили давления показали, что наиболее интенсивная циркуляция связана со значительными горизонтальными градиентами давления. Минимальным давление является в области самых сильных восходящих движений. В табл. 1 представлены результаты рассчитанных средних значений бризовой скорости и разности значений температуры поверхности суши и поверхности моря с дискретность 3 ч для каждого эксперимента.

Таблица 1

Рассчитанные значения разности температуры поверхности суши и поверхности моря (ΔT) и среднего значения скорости ветра (V) за каждые 3 часа для трех экспериментов (I, II, III)

Время после начала вычислений, ч	$\Delta T, ^\circ\text{C}$			$V, \text{ м/с}$		
	I	II	III	I	II	III
3	1,1	2,7	3,5	1—2	1—2	2—3
6	1,9	4,7	6,1	1—2	3—5	4—6
9	3,1	7,3	9,4	2—4	5—7	4—6
12	4,2	10,1	12,5	4—6	7—9	7—9
15	5,2	8,4	15,1	5—7	6—8	9—11
18	2,9	5,9	11,1	3—5	6—8	8—10
21	1,8	3,3	7,9	2—3	3—5	7—8
24	0,9	2,8	4,6	2—3	3—4	3—4

Максимальные значения в каждом из случаев отмечаются в моменты времени, когда контраст температуры также был максимальным.

Выводы

Проведенные численные эксперименты свидетельствуют о том, что разработанная мезомасштабная модель дает достоверное описание пространственно-временных характеристик бризовой циркуляции. Показано заметное влияние температурного контраста на интенсивность развития и метеорологические характеристики циркуляции. Тенденция развития бризовой циркуляции имеет схожие закономерности во всех трех экспериментах.

Стоит отметить, что горизонтальные масштабы циркуляции не рассчитывались напрямую, а оценивались по полученным иллюстрациям замкнутых

контуров. Таким образом, значения, представленные в исследовании, следует рассматривать как приблизительные, но результаты отчетливо указывают на увеличение расстояния распространения бриза на сушу с увеличением разности температуры поверхности суши и поверхности моря.

Проведенные эксперименты указывают на то, что увеличение максимальных значений скорости бриза от случая к случаю было связано с тем, как изменяется температура поверхности суши. Такой отклик демонстрирует, что взаимодействие между термически вызванным возмущением и максимальными значениями скорости бриза можно считать линейным. Анализ данных показывает, что изменения направления ветра происходили практически одновременно во всех точках наблюдения сразу после начала вычислительного процесса.

Таким образом, разработанная модель может быть использована для изучения основных характеристик бризовой циркуляции и особенностей ее развития. В дальнейшем более тщательный подход к описанию основных физических особенностей (например, турбулентной диффузии влаги) циркуляции морского бриза и учет характеристик береговой линии и синоптической ситуации, а именно направления и скорости крупномасштабного потока, позволит использовать модель для изучения характеристик циркуляции бриза в конкретном регионе.

В настоящей работе представлены результаты исследований, выполненных в рамках государственной программы № 0149–2019–0015.

Список литературы

1. Ефимов В.В., Барабанов В.С., Крутин А.В. Моделирование мезомасштабных особенностей атмосферной циркуляции в Крымском регионе Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2010. № 1. С. 64—74.
2. Надежина Е.Д., Школьник И.М., Стернзат А.В., Егоров Б.Н., Пикалева А.А. Испарение с орошенных участков в аридных регионах по оценкам системы моделей регионального климата и пограничного слоя атмосферы // Метеорология и гидрология. 2018. № 6. С. 87—97.
3. Шнееров Б.Е., Мелешко В.П., Соколов А.П. Глобальная модель общей циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана ГГО // Труды ГГО. 1997. Вып. 544. С. 3—123.
4. Antonelli M., Rotunno R. Large-eddy simulation of the onset of the sea breeze // J. Atmos. Sci. 2007. V. 64. P. 4445—4457.
5. Benlefski A., Douaiba B., Abbes A. A sea breeze numerical simulation and circulation analysis in oran, algeria, urban atmosphere // J Urban and Environ. Engineering. 2015. No. 9. P. 139—145.
6. Crosman E.T., Horel J.D. Sea and lake breezes: a review of numerical studies // Boundary-Layer Meteorology. 2010. V. 137. P. 1—29.
7. Ефимов В.В. Numerical simulation of breeze circulation over the Crimean peninsula // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2017. V. 53. P. 95—106.
8. Estoque M.A. The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation // J. Atmos. Sci. 1962. V. 19. P. 244—250.
9. Freitas E.D., Rozoff C.M., Cotton W.M., Silva Dias P.L. Interactions of an urban heat island and sea breeze circulations during winter over the metropolitan area of Sao Paulo, Brazil // Boundary-Layer Meteorol. 2007. V. 122. P. 43—65.
10. Marchuk G.I., Splitting-up methods for solving non-stationary problems // Computational Mathematics and Mathematical Physics. 1995. V. 35. P. 843—849.
11. Novitsky M., Reible D., Corripio B. Modeling the dynamics of the land-sea breeze circulation for air quality modeling // Boundary-Layer Meteorol. 1992. V. 59. P. 163—175.

12. *Ogawa S., Sha W., Iwasaki T.* A numerical study of the interaction of a sea-breeze front with convective cells in the daytime boundary layer // *J. Meteorol. Soc. Jpn.* 2003. V. 81. P. 635—651.
13. *Pearce R. P.* The calculation a sea breeze circulation in terms of the differential heating across the coastline // *Q.J. Roy. Meteorol. Soc.* 1955. V. 81. P. 351—381.
14. *Robinson F.J., Patterson M.D., Sherwood S.C.* A numerical modeling study of the propagation of idealized sea-breeze density currents // *J. Atmos. Sci.* 2013. V. 70 . P. 653—668.
15. *Ries H, Schlunzen K.H.* Evaluation of a mesoscale model with different surface parameterizations and vertical resolutions for the bay of Valencia // *Mon. Wea. Rev.* 2009. V. 137. P. 2646—2661.
16. *Savijarvi H., Matthews S.* Flow over small heat islands: a numerical sensitivity study // *J. Atmos. Sci.* 2004. V. 61. P. 859—868.
17. *Smagorinsky J.* General circulation experiments with the primitive equations // *Mon. Wea. Rev.* 1963. V. 91. P. 99—164.
18. *Talbot C., Augustin P., Leroy C., Willart V., Delbarre H., Khomenko G.* Impact of a sea breeze on the boundary-layer dynamics and the atmospheric stratification in a coastal area of the North Sea // *Boundary-Layer Meteorol.* 2007. V. 125. P. 133—154.
19. *Thompson W.T., Holt T., Pullen J.* Investigation of a sea breeze front in an urban environment // *Q.J. Roy. Meteorol. Soc.* 2007. V. 133. P. 579—594.
20. *Tian Y., Miao J.* A Numerical Study of Mountain-Plain Breeze Circulation in Eastern Chengdu, China // *Sustainability.* 2019. No. 10. P. 1—20.